

# UN CASO DE INESTABILIDAD DINAMICA POR CIZALLADURA EN EL MEDITERRANEO

**Ana Genovés Terol**

**Agustín Jansá Clar**

**(C.M.Z. de Baleares)**

## 1. INTRODUCCION

Entre los días 4 y 7 de marzo de 1990, entre un flujo del E, al norte, y uno del W al sur, se organizó un tren de ondas a lo largo del Mediterráneo occidental, de eje casi meridiano, que resultaron muy inestables, con rápido crecimiento en amplitud. Presumiblemente, en relación con el desarrollo de una de esas primeras ondas, se generó precipitación imprevista en Baleares.

Las cantidades máximas registradas fueron de 30 mm., caídos durante la tarde del día 4 y las primeras horas del día 5 en la practica totalidad de la isla de Mallorca. A partir del día 5 las cantidades de lluvia no pasaron de 5 mm.

Normalmente en la atmósfera aparecen juntos efectos baroclinos y barotrópicos; sin embargo, consideramos que en esta situación hay una fase de inestabilización claramente barotropa.

A continuación se hace un estudio de las condiciones de inestabilidad dinámica que desencadenaron el episodio, demostrando que, efectivamente, queda satisfecha la condición de inestabilidad barotrópica.

## 2. DESCRIPCION DE LA SITUACION SINOPTICA

Se realiza el seguimiento de la situación a partir de los análisis del día 4 a las 00 UTC. En este momento y, durante todo el episodio, la situación en superficie está marcada por la presencia de un anticiclón sobre el norte de Francia y Centroeuropa, estableciéndose sobre el Mediterráneo occidental un flujo de este-noreste, responsable del aporte de humedad. El gradiente bórico en la zona es fuerte, dando lugar a vientos medios de 20 kts, al menos en la primera parte del episodio, debilitándose posteriormente (a partir del día 5 a las 00 UTC), como consecuencia del establecimiento de la cuña anticiclónica sobre la mitad oriental peninsular y parte del Mediterraneo.

En 850 hPa la circulación sobre el Mediterraneo está también definida por la alta sobre Francia y Centroeuropa dando flujo de ENE. A partir de las 12 UTC del día 5, el viento en la parte suroccidental es de SSE con una lengua cálida entre Argel y Baleares.

La situación sobre el NW del Mediterráneo, en 500 hPa, viene dada por la presencia de una circulación del E por el norte, que se debilita y reactiva en el transcurso del episodio con velocidades de hasta 65 kts en los momentos de mayor intensidad, y otra del W en la parte sur, que comienza siendo muy débil (entre 5 y 15 kts en la línea Madrid-Palma a las 00 del día 4) y que se va intensificando en determinados momentos, llegando a aparecer sobre Palma un viento de SW de 50 kts, ligado a una de las ondas, el día 5 a las 00, momento de máxima precipitación (fig. 1).

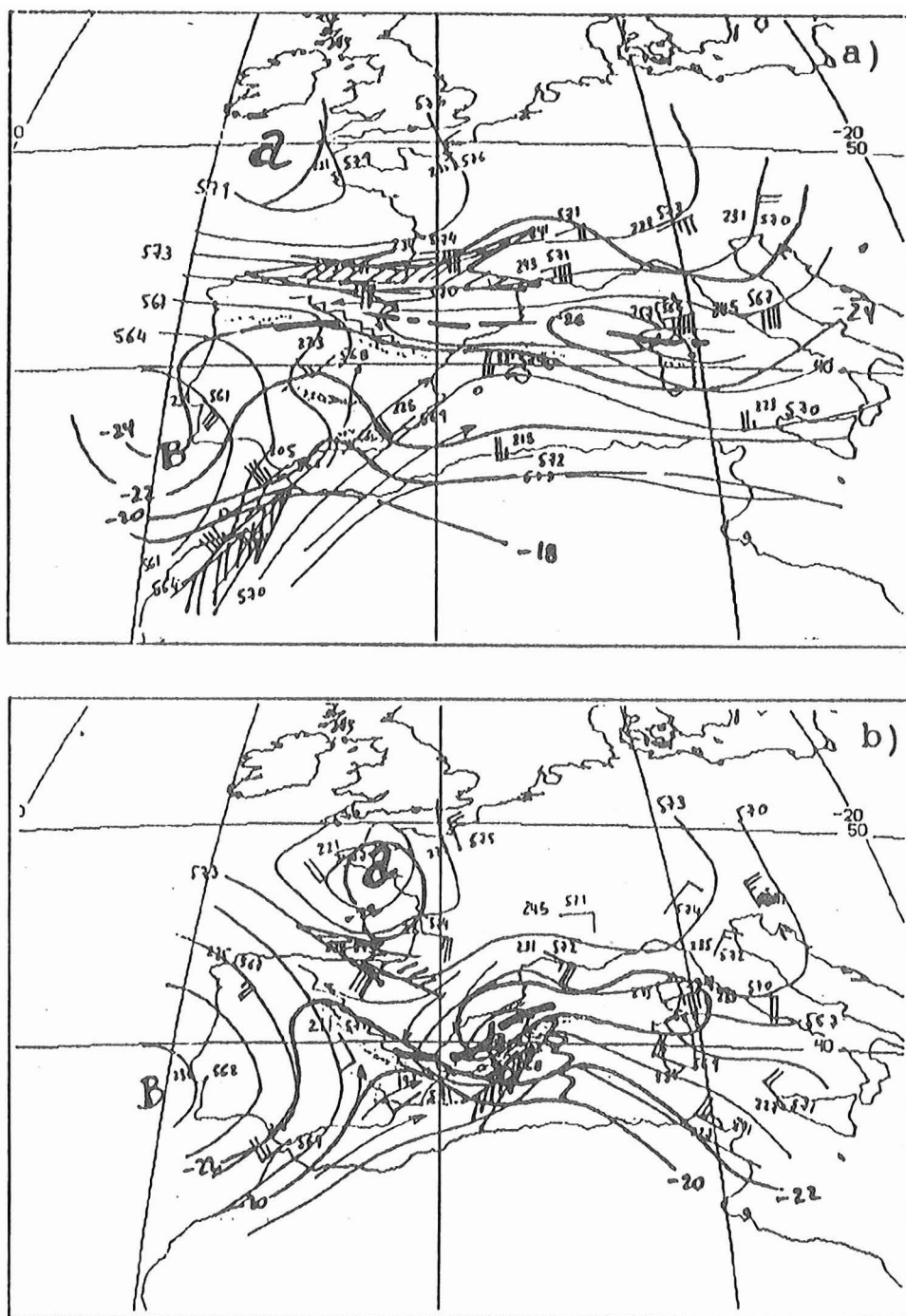


Figura 1: Análisis de 500 hPa: a) Día 04-03-90 a 72 UTC, b) Día 05-03-90 a 00 UTC.

La configuración en 300 hPa es muy similar a la descrita para 500. El chorro del E está entre el norte de Italia y SE de Francia con una velocidad del orden de 65 a 70 kts. Los vientos del W en la zona sur son del orden de 20 a 35 kts, aunque van aumentando de intensidad durante el episodio, a medida que van desapareciendo los fuertes vientos del E (día 6 a las 00).

En las figuras 2 y 3 se representan, respectivamente, los análisis manuales de geopotencial de 300 hPa, y los campos de viento y vorticidad correspondientes al mismo nivel dados por el análisis objetivo del INM. La superposición de estos campos con las imágenes de WV, correspondientes a diferentes momentos del episodio, se presentan en la figura 4.

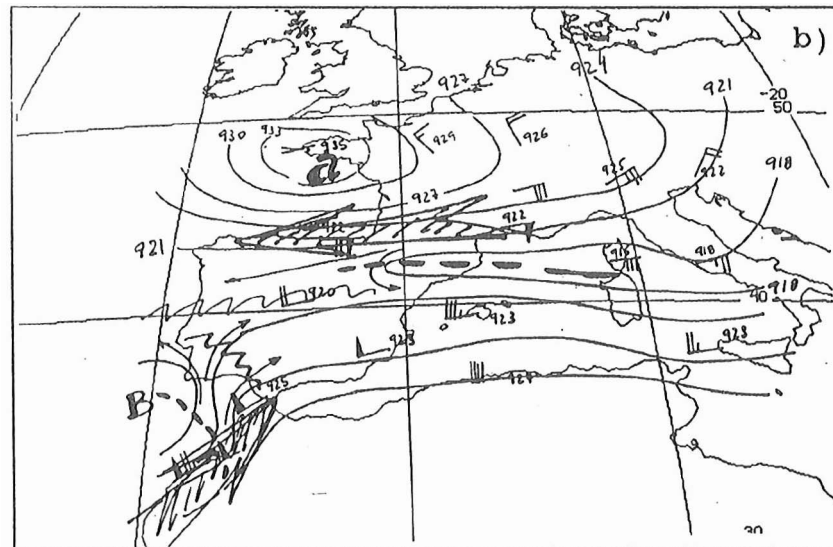
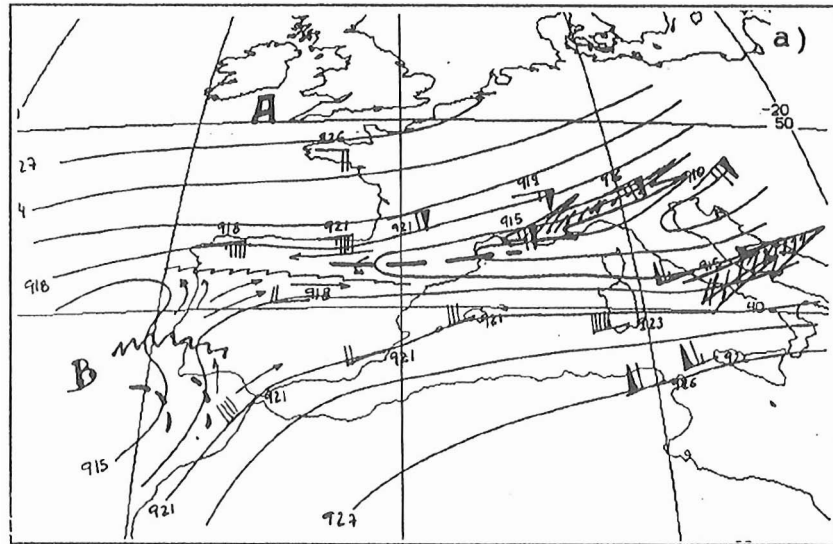
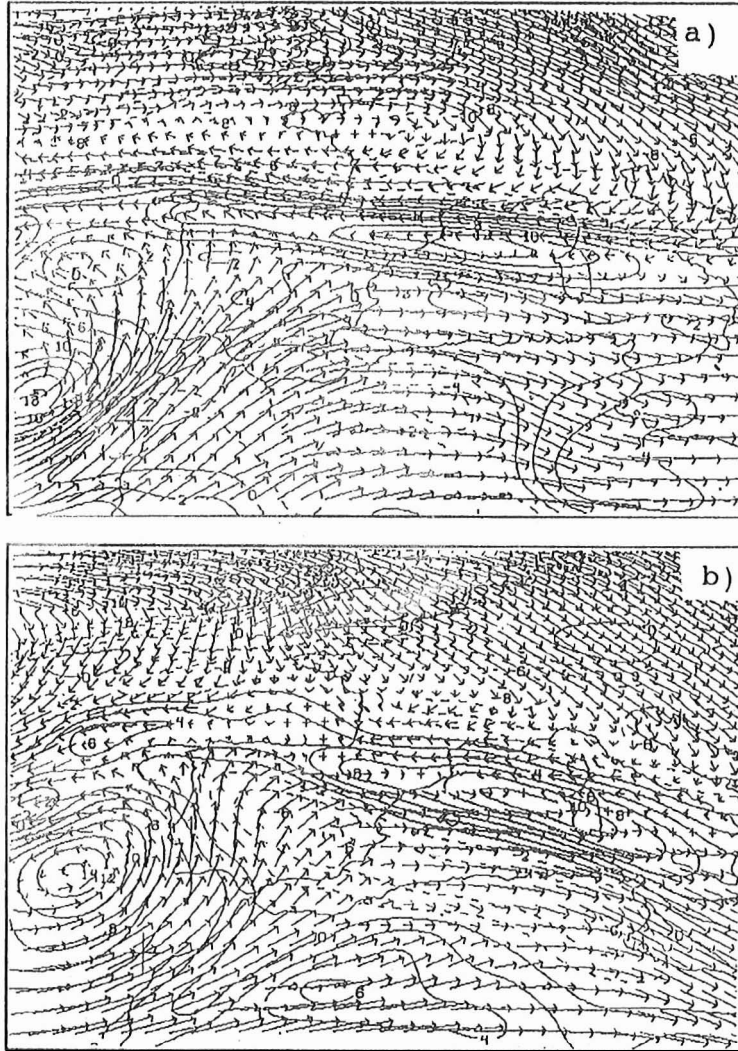


Figura 2: Análisis de 300 hPa: a) Día 04-03-90 a 00 UTC, b) Día 04-03-90 a 12 UTC.

### 3. CONDICION NECESARIA DE INESTABILIDAD BAROTROPA

La condición necesaria más general de inestabilidad, expresada en términos de la vorticidad potencial, es la anulación del gradiente de ésta en algún punto del fluido considerado (Simmons & Hoskins, 1979). La expresión matemática de esta condición

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = \beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} - \frac{f_0^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) = 0 \quad (1)$$



**Figura 3: Análisis de viento y vorticidad 300 hPa, modelo ANA (INM): a) Día 04-03-90 a 18 UTC, b) Día 05-03-90 a 06 UTC.**

se simplifica enormemente cuando se trata del caso barotrópico, al desaparecer los términos con derivadas verticales. En estas circunstancias, dicha condición queda reducida a la anulación, en algún punto dentro del contorno elegido, del gradiente de la vorticidad absoluta (Kuo, 1951), es decir,

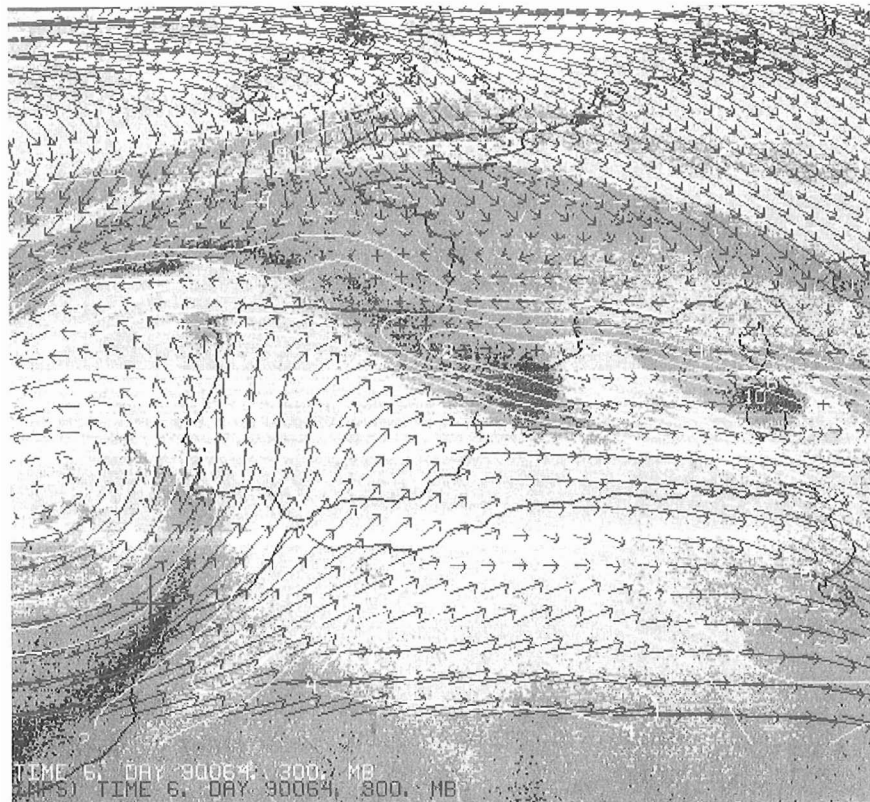
$$\beta - \frac{d^2 U}{dy^2} = 0 \quad \text{o bien} \quad \frac{d}{dy} \left( f - \frac{dU}{dy} \right) = 0 \quad (2)$$

siendo  $U$  la velocidad, dependiente únicamente de la latitud.

Normalmente, la expresión anterior es positiva, ya que el efecto  $\beta$  queda reforzado con el término de curvatura horizontal del flujo medio en el área de vientos máximos (chorro del W). Sin embargo, los términos de curvatura son negativos en zonas que presentan chorros del E. Para chorros suficientemente fuertes la expresión anterior puede ser nula e incluso negativa. Expresado con otras palabras: la cizalladura es tal, que compensa el efecto estabilizador de la rotación terrestre (efecto  $\beta$ ).

Por otra parte, a partir de consideraciones energéticas, es conocido que la energía cinética de la perturbación, en el caso barotrópico, crece a expensas del flujo zonal medio. Con chorros del E, esta conversión energética va acompañada de una transferencia de momento del W hacia el máximo de viento, en la región de flujo medio zonal máximo.

**Figura 4: Análisis de viento de 300 hPa sobre imágenes de WV:**  
a) Día 05-03-90 a 06 UTC, b) Día 06-03-90 a 12 UTC.



#### 4. RESULTADOS

Para comprobar que, efectivamente, se satisfacen las condiciones de inestabilidad barotrópica, arriba mencionadas, se han calculado, por una parte, los perfiles de cizalladura horizontal, representando gráficamente la componente U de la velocidad del viento en función de la latitud, y, por otra, los valores del gradiente de vorticidad absoluta en la región de interés. Todos los cálculos han sido realizados tanto en 500 como en 300 hPa.

Se ha utilizado un esquema de diferencias finitas centradas, tomando un brazo de rejilla de  $1.25^\circ$ , que en nuestra latitud, a la escala considerada (1: 5.000.000), corresponde a una distancia de 111 km.

Las gráficas aparecen representadas en las fig. 5, 6, 7 y 8. Por su parte, los valores obtenidos, aplicando la expresión (2) a los valores medidos de la componente U de la velocidad, vienen detallados en las tablas 1 y 2 (la columna de la tabla 2, correspondiente al día 05 a las 00, aparece en blanco por no disponer de datos).

Tabla 1. Gradiente de la vorticidad, en 500 hPa entre las 00 UTC del 04-03-90 y las 00 UTC del 06-03-90.

	0400	0412	0500	0512	0600
$y + d$	- 7.80	- 4.30	- 14.20	- 11.05	- 5.05
$y$	45.20	7.70	5.20	3.95	3.20
$y - d$	6.75	11.75	17.75	20.20	7.95

Tabla 2. Gradiente de la vorticidad, en 300 hPa, entre las 00 UTC del 04-03-90 y las 00 UTC del 06-03-90.

	0400	0412	0500	0512	0600
$y + d$	- 12.30	- 14.80		- 0.05	- 1.80
$y$	8.73	13.95		1.80	6.45
$y - d$	17.70	8.95		20.20	6.45

Fig. 5: Perfiles de cizalladura del viento. 300 hPa

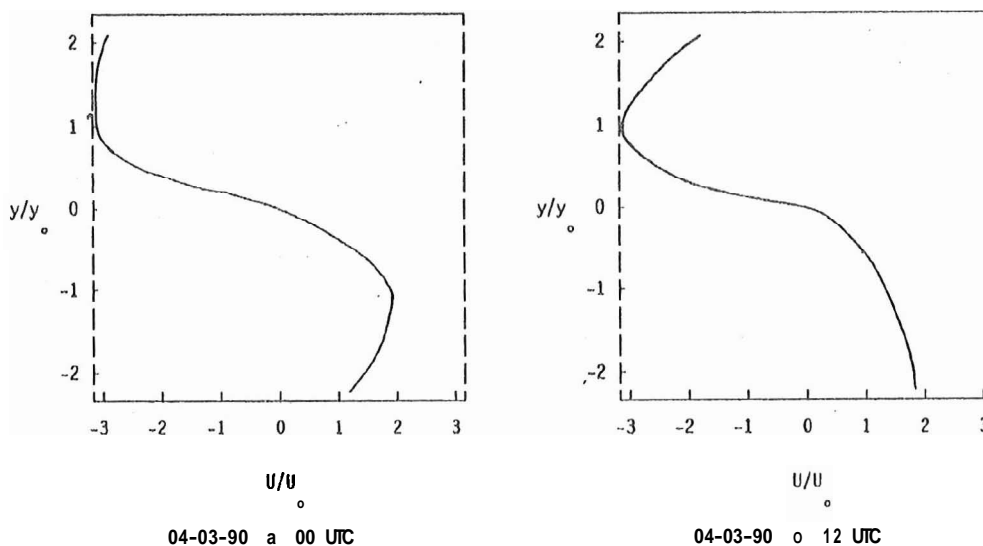


Fig. 6: Perfiles de cizalladura del viento. 500 hPa.

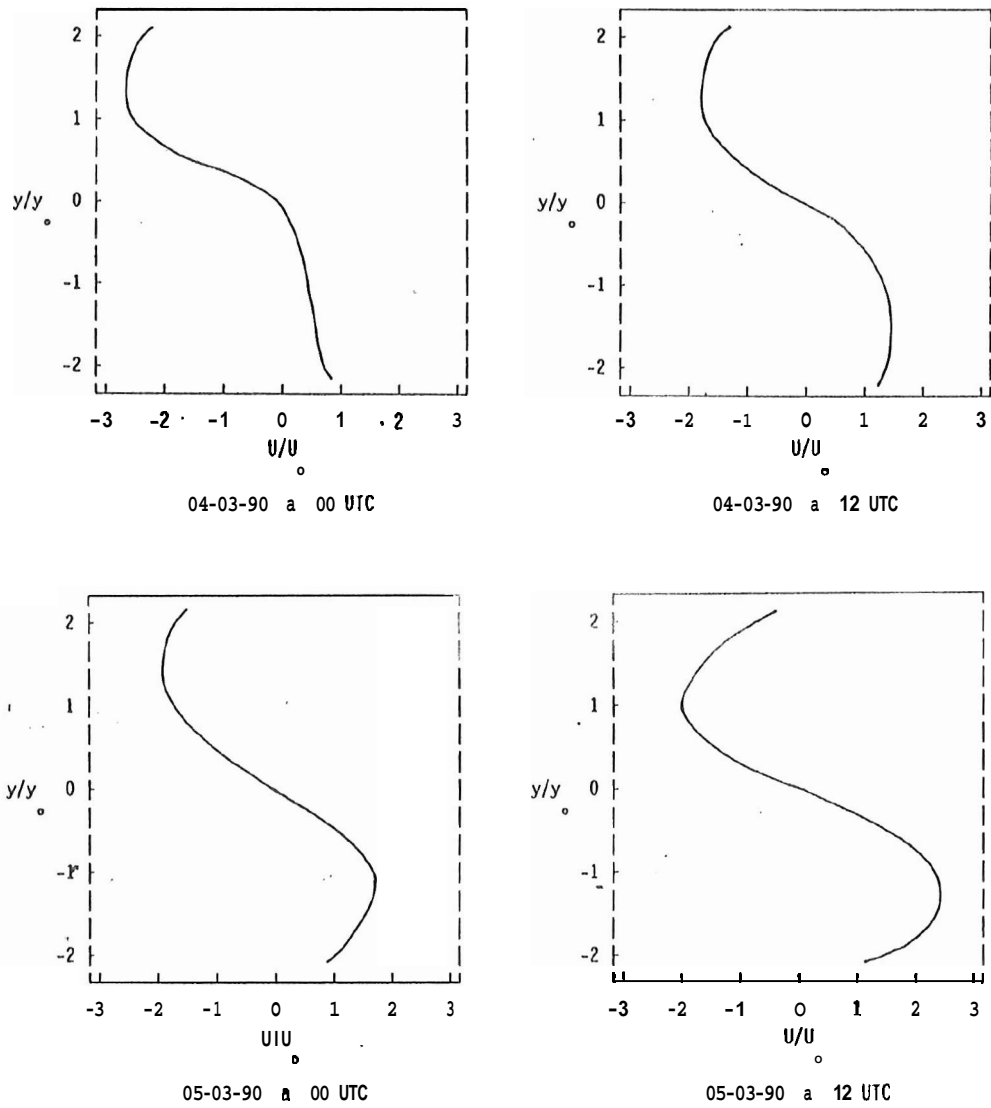


Fig. 7: Perfiles de cizalladura del viento. 500 hPa.

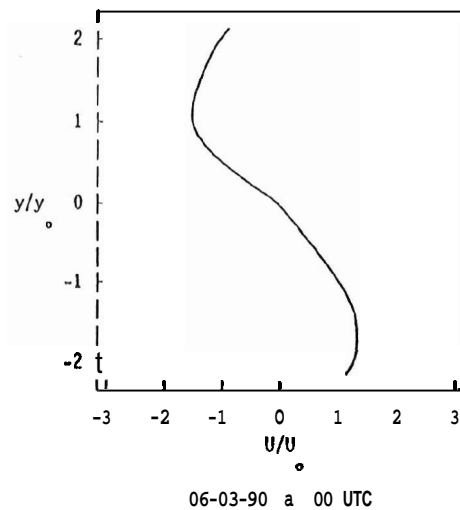
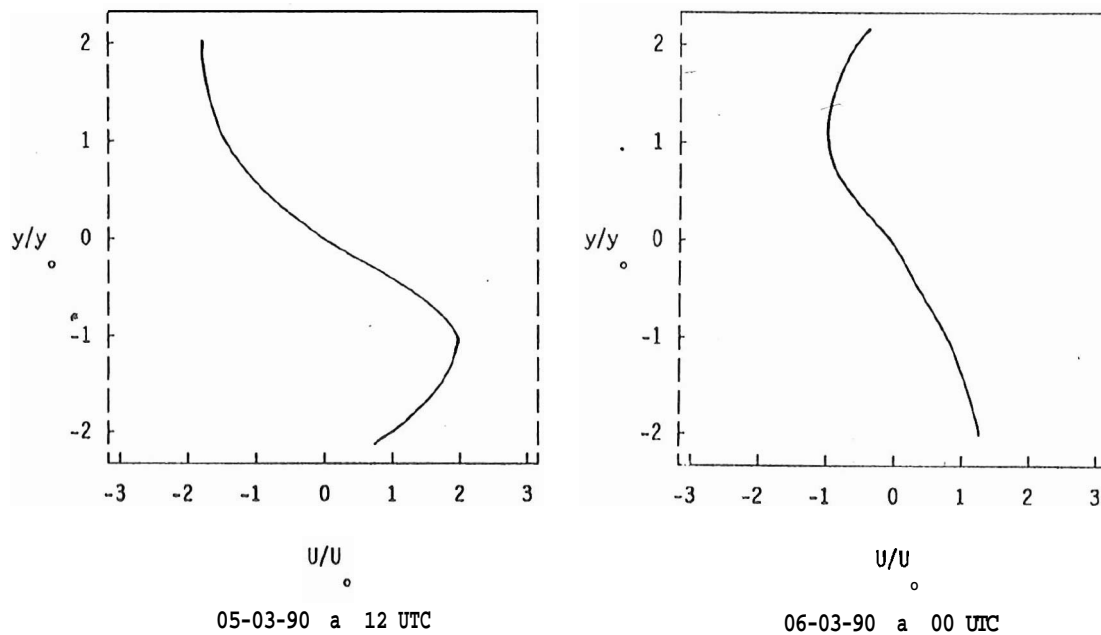


Fig. 8: Perfiles de cizalladura del viento. 300 hPa.



## 5. CONCLUSIONES

- La cizalladura meridiana del viento es tan grande, que compensa el efecto estabilizador de la vorticidad terrestre (condición de inestabilidad barotrópica).
- En efecto, el flujo inestable del E pierde energía en favor del crecimiento de las ondas.
- La perturbación creada por este proceso es suficiente para producir precipitaciones significativas.
- El proceso resulta sorprendente en nuestras latitudes, donde es más frecuente la inestabilidad baroclina que la barotropa.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- HALTINER, G. J. and WILLIAMS, R. T.: *"Numerical prediction and Dynamical Meteorology"*, 1980.
- SIMMONS, A. J. and HOSKINS, B. J.: *"Baroclinic instability and frontogenesis"*. Dynamical Meteorology and Numerical Weather Prediction, pág. 34. ECMWF Seminar, 1979.